Vol.11, No.1, Spring 2022, pp.163-183 ISSN (Print):2322-1682 ISSN (Online):2383-3076

Journal of Geography and Environmental Hazards

RESEARCH ARTICLE DOI: 10.22067/geoeh.2021.71958.1096 Open access

Comparative Study of the Best Methods for Estimating Maximum Annual Precipitation in Selected Stations of Haraz River

Abbas Gholami*

Assistant Professor, Faculty of Engineering ,Shomal University,Amol, Mazandaran, Iran

Received: 31 August 2021 ***Revised: 8 October 2021*** ***Accepted: 21 October 2021***

Abstract

The purpose of this study was to compare the statistical parameters of maximum annual precipitation in the watershed of Haraz River located in the central part of the Alborz Mountains. After reviewing the data of precipitation in Haraz watershed and considering lack of long-term statistics in the study area, Panjab-Haraz, Karsang-Haraz and Mahmoudabad-Haraz stations in different parts of the river from mountain to plain in 44-year statistical period from the water year of 1968-69 to 2011-2012 were selected. The annual precipitation frequency analysis of the selected stations was performed and the results of the Residual sum of squares (RSS) test were extracted by the method of ordinary moments and the maximum likelihood at this stage to be compared with the linear moments method. Residual sum of the squares in the linear moment method were also calculated by a computer program for the studied distributions. The results showed that in general, normal moment and maximum likelihood methods in selected stations have better fit and less RSS. The results of scoring and ranking the best selected method and distribution also showed that in all three selected stations, the maximum likelihood method with the minimum RSS was the best fit with the annual maximum precipitation data.

Keywords: Maximum Annual Precipitation, Maximum Likelihood, Linear Moment, Haraz River

*. E-mail: Gholami@shomal.ac.ir Tel: + 9809113202197

How to cite this Article: Gholami, A. (2022). Comparative Study of the Best Methods for Estimating Maximum Annual Precipitation in Selected Stations of Haraz River. *Journal of Geography and Environmental Hazards*, *11*(1), 163-183.

DOI: 10.22067/geoeh.2021.71958.1096

Geography and Environmental Hazards
Volume 11, Issue 1 - Number 41, Spring 2022
https://geoeh.um.ac.ir
https://dx.doi.org/10.22067/geoeh.2021.71958.1096

جغرافیا و مخاطرات محیطی، سال یازدهم، شمارهٔ چهل و یکم، بهار ۱٤۰۱، صص ۱۸۳-۱٦۳

مقاله پژوهشی

بررسی مقایسه‌ای بهترین روش برآورد بارش حداکثر سالانه در ایستگاه‌های منتخب رودخانهٔ هراز

عباس غلامی[1]- استادیار دانشکده فنی و مهندسی،دانشگاه شمال،آمل،مازندران،ایران

تاریخ دریافت: ۱٤۰۰/٦/۹ تاریخ بازنگری: ۱٤۰۰/۷/۱٦ تاریخ تصویب: ۱٤۰۰/۸/۲۹

چکیده

با توجه به اهداف پژوهش حاضر پس از بررسی آمار و اطلاعات بارش‌های حوزهٔ آبخیز هراز و با توجه به کمبود آمار طولانی‌مدت در منطقه موردمطالعه، درنهایت ۳ ایستگاه پنجاب- هراز، کرسنگ- هراز و محمودآباد- هراز در بخش‌های مختلف این رودخانه از کوهستانی تا جلگه‌ای در دوره مشترک آماری ٤٤ ساله از سال آبی ٤۸-۱۳٤۷ تا ۹۱-۱۳۹۰ انتخاب شدند. پس از تجزیه‌وتحلیل تغییرات بارش‌های سالیانه ایستگاه‌های انتخاب شده نتایج آزمون حداقل مربعات به روش گشتاورهای معمولی و بیشینهٔ درستنمائی برای مقایسه با روش گشتاورهای خطی استخراج شدند. مجموع مربعات باقیمانده در روش گشتاورهای خطی نیز با برنامه کامپیوتری نوشته شده برای توزیع‌های موردپژوهش، محاسبه گردیدند. با توجه به نتایج این پژوهش و با استفاده از روش نمره دهی و رتبه‌بندی مشخص می‌شود در ایستگاه پنجاب- هراز روش بیشینهٔ درستنمائی دارای کمترین مجموع مربعات خطا، یعنی مجموع نمره ٦ دارای بهترین برازش با داده‌های بارش سالیانه بوده است و روش گشتاورهای معمولی و خطی با دارا بودن نمرهٔ کل ۱۵ به‌صورت مساوی در رتبه‌های بعدی قرار دارند. در ایستگاه کرسنگ- هراز روش بیشینهٔ درستنمائی دارای مجموع نمرهٔ ۱۰ و بهترین برازش با داده‌های بارش سالانه بوده است و پس‌ازآن به ترتیب روش گشتاور معمولی با مجموع نمرهٔ ۱٤ و روش گشتاور خطی با مجموع نمرهٔ ۱۵ قرار دارند. در ایستگاه محمودآباد هم روش بیشینهٔ درستنمائی با به دست آوردن مجموع نمرهٔ ۳ بهترین روش منتخب در این ایستگاه بوده است و پس‌ازآن روش گشتاور معمولی و روش گشتاور خطی به ترتیب با مجموع نمرات ٦ و ۱۵ قرار دارند.

---

۱ نویسندهٔ مسئول: ۰۹۱۱۳۲۰۲۱۹۷ Email:gholami@shomal.ac.ir

نحوه ارجاع به این مقاله:

غلامی، عباس. (۱٤۰۱). بررسی مقایسه‌ای بهترین روش برآورد بارش حداکثر سالانه در ایستگاه‌های منتخب رودخانهٔ هراز. جغرافیا و مخاطرات محیطی.۱۱(۱). صص۱۸۳-۱٦۳

https://dx.doi.org/10.22067/geoeh.2021.71958.1096

کلیدواژه‌ها: بارش حداکثر سالانه، بیشینه درستنمائی، گشتاور خطی، رودخانهٔ هراز.

۱- مقدمه

حوادث بارندگی و در نتیجه آن سیل‌ها می‌توانند سبب خسارت‌های فراوانی در نقاط مختلف دنیا شوند. مدیریت دشت‌های سیلابی و طراحی برای فعالیت‌های کنترل سیلاب، سدها، پل‌ها و دیگر پژوهش‌های موردنیاز در امکان وقوع یا احتمال هر یک از حوادث منعکس می‌شود. (استدینگر[۱] و همکاران، ۱۹۹۳). مشکل عمده تجزیه‌وتحلیل نوسانات بارندگی کمبود آمار و داده‌های هیدرولوژی در نقاط مختلف است. در عمل توزیع احتمال واقعی داده‌ها در یک مکان، مجهول است و با روش پارامتری ساختار تابع چگالی احتمال معلوم می‌شود و فقط باید پارامترها را با استفاده از داده‌ها برآورد نمود. برای تخمین پارامترها از روش‌های مختلفی استفاده می‌شود. (فیضی و اسلامیان[۲]، ۱۳۸٤). تجربیات طولانی نشان داده است و بر اهل‌فن پوشیده نیست که بدون استفاده از قوانین آمار و احتمالات و قبل از تجزیه‌وتحلیل داده‌های هیدرولوژی و هواشناسی استفاده از داده‌های خام در طراحی ساختمان‌های آبی خالی از اشکال نیست و ممکن است خطرناک باشد. (سیمافر[۳]، ۱۳۷۰). یکی از روش‌های آماری استفاده از انواع توزیع‌های فراوانی یا آماری جهت مشخص کردن فراوانی وقوع یا تعداد دفعاتی است که به‌طور متوسط یک متغیر در مدت‌زمان مشخص اتفاق می‌افتد(علیزاده[٤]، ۱۳۷٦). با در نظر گرفتن اینکه دوره‌های آماربرداری کوتاه می‌باشند سعی می‌گردد تا منحنی به دست آمده را با یکی از توزیع‌های آماری تطابق داده و بهترین منحنی را انتخاب کنند. سپس با مشخص بودن منحنی تطابق یافته، دبی سیلاب‌ها یا کم‌آبی‌ها با دوره‌های برگشت متفاوت تعیین می‌گردند. تطابق توزیع فراوانی داده‌های موجود با یکی از توزیع‌های آماری این حسن را دارد که آمار محدود موجود را می‌توان توسعه داد و احتمالات بسیار کم را نیز از روی امتداد منحنی‌های توزیع تئوری به دست آورد و ضمناً می‌توان توزیع حاصله را با دو و یا سه پارامتر بیان نمود (مهدوی[٥]، ۱۳۷۱). در این پژوهش برای برآورد پارامترهای آماری از سه روش گشتاور معمولی، بیشینه درستنمائی و روش جدیدتر روش گشتاور L (گشتاورهای خطی) استفاده شده است. لازم به توضیح است که پارامترهای آماری محاسبه شده از روش گشتاور L نسز می‌توانند مانند روش گشتاور خطی و بیشینهٔ درستنمائی برای محاسبهٔ بارش‌های حداکثر سالانه مورداستفاده قرار گیرند و درنهایت با استفاده از آزمون‌های برازش نکوئی، بهترین توزیع برای ایستگاه‌های مختلف به دست می‌آید. در این پژوهش نیز کارایی این سه روش برای محاسبه پارامترهای آماری بارش حداکثر سالانه مقایسه شده است که این موارد ازجمله اهداف اصلی تحقیق می‌باشند. سؤال اصلی این پژوهش به‌صورت زیر است:

1 Stedinger
2 Feizei and Islamyan
3 Simafar
4 Alizadeh
5 Mahdavi

استفاده از کدام روش محاسبه پارامترهای آماری و کدام توزیع در ایستگاه‌های انتخاب شده دارای خطای کمتر و دقت بالاتری در محاسبه بارش سالیانه این منطقه است؟

پاسخ صحیح به این سؤال ازجمله اهداف اصلی این تحقیق است.

فیضی و اسلامیان[1] (۱۳۸٤) تحلیل فراوانی منطقه‌ای حداکثر بارش ماهانه را با. استفاده از روش گشتاور خطی در ۹۰ ایستگاه حوضه زاینده‌رود موردبررسی قرار دادند و مشاهده کردند که توابع توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته و پیرسون نوع سه، بهترین برازش را به داده‌های حداکثر بارش ماهانه دارند.حقیقت جو[2] (۱۳۸۱) روش‌های غیرپارامتری را برای تحلیل فراوانی پنج ایستگاه قدیمی اصفهان، بوشهر، جاسک، تهران و مشهد انجام داده و نتایج را با روش گشتاور معمولی مقایسه کرد.

در ابتدا وقتی گشتاورهای L (هاسکینگ[3]، ۱۹۹۰) به‌وسیلهٔ محققان مختلف توصیه شد آن‌ها از آن برای برازش نکوئی توزیع‌های احتمالاتی مختلف در نمونه‌های منطقه‌ای جریان‌ها و بارش‌ها استفاده کردند. پیرسون[4] (۱۹۹٥) نمودارهای گشتاور L را برای نزدیک به ٥۰۰ سری جریان حداقل سالانه در نیوزیلند بکار برد. او پی برد که تنها مدل‌های ۲ پارامتری برای مشاهده روابط گشتاور L در نیوزیلند کافی نیست. با استفاده از اطلاعات جریانات متوسط سالانه در ۹٤۷ منطقه در اطراف جهان، مک ماهون[5] وهمکاران (۱۹۹۲) و فینلیسون و مک ماهون[6] (۱۹۹۲) ثابت کردند که تقریباً ٦۰٪ رودخانه‌های جهان توزیع‌هایی دارند که اختلاف معنی‌داری از توزیع نرمال ندارند (براساس آزمون چولگی با حدود اعتماد ٥٪). یک آزمایش محدودتر بوسیلهٔ مک ماهون[7] و همکاران (۱۹۹۲) نشان داد که تنها بالغ بر ۳۱٪ مناطق در استرالیا و آفریقای جنوبی تقریباً نرمال هستند که با ۷۱٪ مناطق در رابطه با داده‌های جهانی قابل‌مقایسه است. مشابه آن در مطالعات پیش‌تر و محدودتر با استفاده از ۱۳۷ و ۱٤۰ حوزه آبخیز در اطراف جهان کالینین[8] (۱۹۷۱) و یوجویچ[9] (۱۹٦۳) به ترتیب پی بردند که جریانات سالانه در بالغ بر ۷۰٪ مناطق تقریباً دارای توزیع نرمال هستند. مارکوویچ[10] (۱۹٦٥) از روش آماری برازش نکوئی حداقل مربعات برای برازش توزیع‌های N، LN 2، LN 3، GAM و P 3 در توالی جریانات متوسط سالانه در ٤٤٦ منطقه در غرب ایالات‌متحده استفاده کرد. مارکوویچ استفاده از توزیع گام‌ها را توصیه کرد اگرچه نتایج نشان داد که توزیع‌های P 3، LN 2 و LN 3 به‌صورت متغیرهای مناسبی بکار می‌روند. مشابه با آنچه در مطالعات قبلی ذکر شد، توزیع نرمال متغیر مناسبی در ۷۲٪ مناطق در نظر

1 Feizei and Islamyan
2 Haghighatjoo
3 Hosking
4 Pearson
5 McMahon
6 Finlaysonand Mc Mahoon
7 McMahon
8 Kalinin
9 Yevjevich
10 Markovich

گرفته شـده به‌وسـیله مارکوویچ است. لف و هاردیسون[1] (۱۹٦٦) از پلات‌های احتمالی برای حدس‌زدن برازش نکوئی توزیع‌های نرمال، لوگ نرمال، ویبول برای جریانات متوسـط سـالانه در ۲۲ منطقه منابع آب در ایالات‌متحده اسـتفاده کردند آن‌ها توزیع نرمال را برای حوزه‌های آبخیز نیوانگند، اوهایو، تنسـی، می‌سـی‌سـی‌پی. میسـوری. کلرادو و شـمال غرب اقیانوس آرام انتخاب کردند توزیع لوگ نرمال را برای حوزه‌های آبخیز دلاور، هادسـون، جنوب شرق، ریوگرانده بـالـایی، پسـوس و اقیـانوس آرام مرکزی و توزیع ویبول را برای باقیمانده حوزه‌های آبخیز انتخاب کردند. ووگل[2] و همکاران (۱۹۹۵) با اسـتفاده از نمودارهای گشـتاور L و هاسـکینگ[3] (۱۹۹۰) با آزمایش نرمال‌بودن گشـتاور L و آزمایش‌های متقارن‌بودن ضـریب تناسب پلات احتمالی نشان دادند که جریانات متوسط سالانه در ۱٦٦ منطقه در شمال شـرق ایالات‌متحده برازش نسـبتاً خوبی با یک توزیع نرمال دارند. ایگلسون[4] (۱۹۷۸) توزیع احتمالی جریان سالانه را با فرض یک تابع سـاده بارش– بازده به‌وسـیله رگبارهای رسـیده بر طبق روش پوآسن و عمق رگبار مطابق با یک توزیع گاما نتیجه گرفت. فایرینگ[5] (۱۹٦۷) یک مدل تعادلی آبی سـاده بارندگی هرز آب را بکار برد که شامل ۲ معادله است: یکی برای جریان رودخانه‌ای و یکی برای ذخیره آب زیرزمینی. سـالاس و اسـمیت[6] (۱۹۸۱) خاطر نشان کردند که این مجموعه مدل بارندگی– رواناب شـاید به‌مانند یک میانگین متحرک رگرسـیونی تفسـیر شـود (مدل تجربی جریان رودخانه‌ای به همراه روش‌های معمول براسـاس سـری‌های بارش). در یک ارزیابی اخیر ازسـری‌های زمانی بارش متوسـط سـالانه در کل ایالات‌متحده با استفاده از نمودارهای گشتاور L، گوتمن[7] و همکاران (۱۹۹۳) مدل‌بندی pt را به همراه یک توزیع p۳ توصـیه می‌کنند. مارکوویچ[8] (۱۹٦۵) توزیع گاما را برای جریان‌های سـالانه توصـیف می‌کند و همین‌طور جای تعجب نیسـت که بیشـتر سـری‌های جریان سالانه که به‌وسیله کالینین[9] و همکاران (۱۹۷۱)، یوجویچ[10] (۱۹٦۳) و ووگـل[11] و همکـاران (۱۹۹۵) ارزیـابی شـد برازش نسـبتـاً خوبی بـا یـک توزیع نرمال دارند. بر طبق پژوهش‌های لل[12] و همکاران (۱۹٦۳) با افزایش اندازه نمونه، انتخاب روش پارامتری مناسـب، آسـان‌تر اسـت و هم‌چنین، در این‌گونه نمونه‌ها پارامترهای برآورد شـده توأم با خطای کم‌تری هسـتند. در تحقیقی که بوسـتالا[13] و همکاران (۲۰۱۱) روی چهار زیر حوزه در ایرلند انجام دادند به بررسـی تأثیر تغییر اقلیم روی دبی سـیلاب پرداخته و

1 Lof and Hardison
2 Vogel
3 Hosking
4 Eagleson
5 Fiering
6 Salas and Smith
7 Guttman
8 Markovich
9 Kalinin
10 Yevjevich
11 Vogel
12 Lall
13 Bastola

ابتدا با آنالیز حساسیت دبی‌های سیلابی نسبت به پارامترهای دما، بارش و تبخیر و تعرق دریافتند که دبی پیک بیشترین حساسیت را نسبت به بارش دارد، سپس با استفاده از گشتاورهای خطی به جداسازی مناطق همگن پرداخته و به تعیین دبی پیک در آینده با استفاده از پارامتر بارش پرداختند بتول[1] (۲۰۱۰) در تحقیقی که در یکی از حوزه‌های آبخیز ترکیه انجام داد به بررسی اثر ایستگاه‌های غیرهمگن(ناجور) در یک منطقه و تأثیری که روی پیش‌بینی دبی پیک با دوره بازگشت‌های مختلف می‌گذارد پرداخت .به این منظور ابتدا با استفاده از گشتاورهای خطی به جداسازی مناطق همگن پرداخته و دو شاخص ناجوری را با استفاده از توزیع ٤ پارامتره کاپا به دست آوردند نتایج خطای مربعات استاندارد فراوانی سیل نشان داد که مناطق با شاخص همگنی قوی بسیار دقیق‌تر از مناطقی با شاخص همگنی ضعیف بودند.

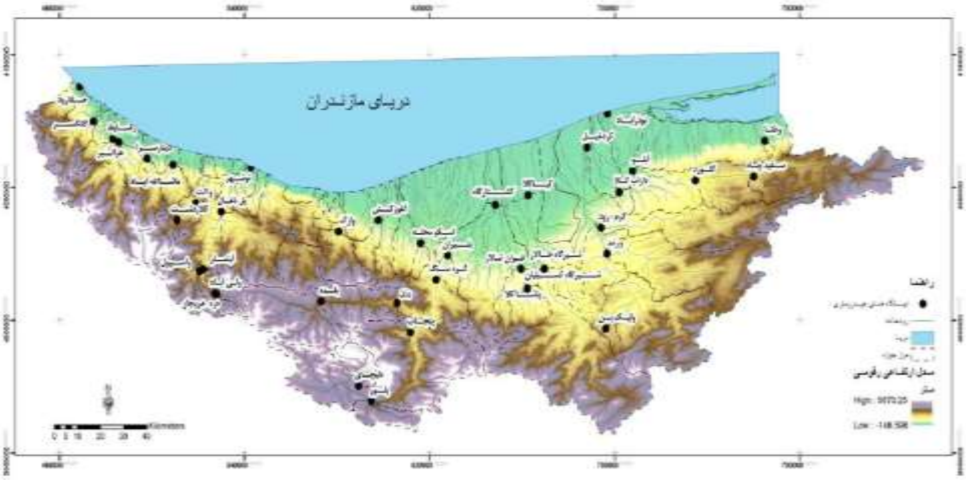
۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقهٔ مورد مطالعه

رودخانه هراز، رودی است در استان مازندران در شمال ایران که از دره لار در جنوب کوه دماوند سرچشمه گرفته و به دریای خزر می‌ریزد. پس از سرازیر شدن رود هراز از دره لار، رواناب‌های دره قاضی‌کلا و جنگل‌دره از کوه‌های شمیم‌کوه، آب زیارو و لاسم از کوه‌های غربی قزقان‌چای فیروزکوه و آب رودهای جاری از دهکده‌های دلارستاق، نیز به این رود وارد می‌شوند. آب زراعی کشاورزان آمل، فریدونکنار، بخشی از بابل و نور نیز از این رودخانه تأمین می‌گردد. مهم‌ترین شهرهایی که بر روی مخروط افکنه رودخانه هراز توسعه یافته‌اند عبارتند از آمل و فریدونکنار. شیب رودخانه هراز در محدوده کوهستانی بسیار متغیر است. شیب رودخانه هراز از مرز کوهستان تا شمال شهر آمل ۱۳ در هزار و در محدوده شهر آمل ۷ در هزار است. رودخانه هراز در محدوده کوهستانی، در دره‌ای نسبتاً باریک جریان دارد. با نزدیک شدن به پهنه ساحلی، پهنای آن افزایش یافته و رودخانه به دلیل افت شیب بستر به چندین شاخه تفکیک می‌گردد مهم‌ترین سرچشمه رود هراز، از قله ٤۳۷۵ متری پالان گردن در ٦٦ کیلومتری جنوب شرقی چالوس، با نام لار جاری می‌شود و پس از دریافت آب‌های مهم دیگری (مثل: آب سفید، الرم، آب چهل بره، آب سیاه پلاس، آب امام پهنک، سه سنگ، دیو آسیاب، ورارود، دلی چای و چشمه ملک) و عبور از ده پلور با نام هراز، به سمت دریای مازندران جاری می‌گردد. البته در راه باز رودها و چشمه‌هایی به آن می‌پیوندند که مهم‌ترین آن‌ها لاسم، تلخ رود، آب رزان، آب مشک انبار، پنجاب (نمارساق)، هراز، آب پرده، شیرکلارود، چلورود و هلی‌چال) هستند. طول رود هراز ۱۸۵ کیلومتر است و از کنار بلندترین قله ایران، دماوند می‌گذرد. قسمت زیادی از این مسیر لاریجان نام دارد، که نام خود را از روی سرچشمه اصلی هراز، لار گرفته است. در مسیر این رودخانه دو سد زیبای لار و هراز قرار دارد. شکل(۱) موقعیت ایستگاه‌های هیدرومتری موردبررسی در بخش مرکزی استان مازندران را نشان می‌دهد.

---

1 Betül



شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های هیدرومتری موردبررسی در بخش مرکزی استان مازندران

۲-۲-روش انجام پژوهش

۲-۲-۱- ایستگاه‌های هیدرومتری منطقه

پس از بررسی آمار بارندگی کلیه ایستگاه‌های تحت پوشش حوزه آبخیز هراز از نظر مدت آماری، یکنواختی آمار سال‌های مختلف و عدم وجود سال‌های بدون آمار در منطقه، ۳ ایستگاه با مشخصات ذیل برای بررسی انتخاب شدند. جدول (۱) جزئیات ایستگاه‌های باران‌سنجی انتخاب شده در این پژوهش را نشان می‌دهد.

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های باران‌سنجی انتخاب شده در منطقه موردمطالعه

رودخانه ایستگاه	مشخصات جغرافیایی		
	طول	عرض	ارتفاع
پنجاب- هراز	۵۲-۱٦-۱٤	۳٦-۰۵-۵۰	۹۲۰
کره سنگ-هراز	۵۲-۲۲-۰۵	۳٦-۱٦-۲۵	۳۷۵
محمودآباد-هراز	۵۲-۱۵-۳۱	۳٦-۳۷-۵۷	-۲۵

با توجه به مطالعات انجام شده بر روی آمار ایستگاه‌های منتخب و با توجه به استقرار این ایستگاه‌ها در مکان‌های مختلف حوزه و با توجه به اینکه آزمون‌های مورداستفاده در این تحقیق نیاز به وجود یک سری آماری بارشی مداوم دارد، بنابراین سال آماری ۴۹- ۱۳٤۸ تا سال آماری ۹۱-۱۳۹۰ به مدت ٤٤ سال به‌عنوان یک دوره آماری مشترک انتخاب شد. نکته دیگری که در انتخاب این ایستگاه‌ها موردتوجه قرار گرفت، توزیع این ایستگاه‌ها در ارتفاعات مختلف و تأثیر این موضوع بر نوسانات بارش ناشی از مناطق دارای برف، باران یا برف و باران بود. با توجه به اینکه

توزیع بارندگی ماهانه، فصلی و یا سالیانه در طول سال می‌تواند نقشی تعیین کننده در محاسبات هیدرولوژیکی و دبی خروجی رودخانه‌های منطقه داشته باشد، بنابراین مطالعه آن از اهمیت بسیاری برخوردار است. توزیع بارندگی ماهانه، فصلی و سالانه در جهان منجر به ظهور رژیم‌های ویژه بارشی شده است که می‌توان به رژیم‌های استوایی، گرمسیری، مدیترانه‌ای اشاره کرد.

۲-۲-۲- روش‌های مختلف برآورد پارامترهای توابع توزیع آماری

۲-۲-۲-۱- روش بیشینهٔ درستنمای (Maximum Likelihood Method)

روش بیشینه درستنمایی، که اولین بار توسط فیشر در بین سال‌های ۱۹۱۲ تا ۱۹۲۲ توسعه یافت و متداول‌ترین روش تخمین پارامترهای احتمالاتی است، بر این اساس استوار است که بهترین مقدار برای پارامترهای توزیع احتمالی بر اساس بیشینه درست- نمایی برای رخدادهای مشاهداتی به دست می‌آید پیفانزل (۱۹۹٤). اصل بیشینهٔ درستنمایی ماکزیمم می‌کند که برای یک توزیع یا تابع چگالی احتمال $p(\alpha,\beta,....)$ که در آن α و β پارامترهای توزیع بوده و باید برآورد شوند احتمال به دست آوردن مقداری از X مانند x_i متناسب با $p(x_i\,;\,\alpha\;,\;\beta\;,\;....)$ و احتمال توأم، L، برای به دست آوردن نمونه‌ای از n مقدار X1, X2, ….., Xn که متناسب است با حاصل‌ضرب زیر:

$$L=\prod_{i=1}^{n} p\left(x_i\;;\alpha\;,\;\beta\;,\;....\right) \qquad (۱)$$

که آن را تابع درستنمایی می‌گویند. روش بیشینهٔ درستنمایی پارامترهای α و β و ... را طوری برآورد می‌کند که L ماکزیمم شود. این ماکزیمم از مشتقات نسبی L نسبت به هر یک از پارامترها که مساوی صفر قرار گرفته باشند به دست می‌آیند. اغلب برای سادگی از LnL بجای L در محاسبات استفاده می‌شود.

۲-۲-۲-۲- روش کمترین مربعات (Minimum square method)

روش برآورد کمترین مربعات عبارت از برازش یک تابع نظری با یک توزیع تجربی است. پس‌ازاین برازش مجموع مربعات تمام انحراف‌های نقاط مشاهده شده از تابع برازش را مینیمم می‌کنند. پس‌ازاین برازش تابعی به‌صورت:

$$\hat{y} = p\left(x\;;\alpha\;,\;\beta\;,\;....\right) \qquad (۲)$$

حاصل جمع

$$S = \sum_{i=1}^{n}\left(yi - \hat{y}i\right)^2 \qquad (۳)$$

یا

$$S=\sum_{i=1}^{n}\left(yi - f\left(xi\;;\alpha\;,\;\beta\;,\;...\right)\right)^2 \qquad (٤)$$

را باید مینیمم سازیم، که در آن xi و yi مختصات نقاط مشاهده شده، α و β پارامترها و n حجم نمونه است. برای به دست آوردن مینیمم مجموع مربعات، مشتقات نسبی معادلهٔ (۳) را نسبت به برآورد پارامترها، α و β محاسبه می‌کنیم:

$$\partial\sum_{i=1}^{n}\left((y_i - y_i\right)^2 / \partial_a = 0 \qquad (۵)$$

از این مشتقات نسبی به تعداد پارامترهایی که باید برآورد شوند معادله به دست می‌آید.

$$\partial\sum_{i=1}^{n}\left(y_i - \hat{y}_i\right)^2 / \partial_b = 0 \qquad (٦)$$

۲-۲-۲-۳- روش گرافیکی (Graphical Method)

روش گرافیکی عبارت از برازش نظری تابع $\hat{y} = p(x;\alpha,\beta,\ ....)$ به نقاط مختصات است برای برآورد m پارامتر، روی منحنی m نقطه اختیار می‌کنیم تا m معادله برای حل کردن به دست آید. این فرایند را می‌توان با استفاده از انواع کاغذ گراف و استفاده از تغییر مختصات تا حدی که برازش یک خط راست امکان‌پذیر شود ساده‌تر کرد.

۲-۲-۲-٤- روش گشتاورهای معمولی (Ordinary Moments Method)

قدیمی‌ترین و گسترده‌ترین روش شناخته شده برای برازش فرکانس توزیع‌های مشاهداتی، روش گشتاورهاست (ووگل و همکاران، ۱۹۹۳). در روش گشتاورها معادلهٔ کلی برای محاسبهٔ گشتاور مرتبهٔ r ام حول مبدأ یک توزیع، P (x) به کار می‌رود:

$$\mu_r' = \int_{-\infty}^{\infty} x^r \,.\, p(x).dx \qquad (۷)$$

یا معادلهٔ متناظر برای گشتاورهای مرکزی توزیع مورداستفاده قرار می‌گیرد:

$$\mu_r' = \int_{-\infty}^{\infty} \left(x - \mu_L'\right)^r \,.\, p(x).dx \qquad (۸)$$

که در آن μ_L' گشتاور مرتبهٔ اول حول مبدأ است. روش گشتاورها، رابطهٔ بین گشتاورها و پارامترهای توزیع را مشخص می‌سازد. عموماً روش گشتاورها بوسیلهٔ ایجاد معادلهٔ گشتاورهای تئوریکی قابل کاربرد است:

$$\begin{aligned}
&\mu = E[x] \\
&\delta^2 = Var[x] = E\left[(x-\mu)^2\right] \\
&\nu = \frac{E\left[(x-\mu)^3\right]}{\delta^3} \\
&K = \frac{E\left[(x-\mu)\right]}{\delta^4}
\end{aligned} \qquad (۹)$$

برای ایجاد گشتاورهای نمونه:

$$m=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}xi \quad (۱۰)$$

$$S^2=\left[\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(xi-m)^2\right] \quad (۱۱)$$

$$K=\frac{1}{s^4}\left[\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(xi-m)^4\right] \quad (۱۲)$$

$$G=\frac{1}{s^3}\left[\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(xi-m)^3\right] \quad (۱۳)$$

که κ,ν,δ^2,μ به ترتیب میانگین، واریانس، چولگی و کشیدگی تـــــــعریف می‌شوند و K , G , s^2 , m به ترتیب میانگین نمونه، واریانس، چولگی و کشیدگی تعریف می‌شـود. این موارد جزء اصـولی‌ترین مشـخصات آماری می‌بـاشـــنـد، معمولاً تمایل مرکزی توســط میانگین بیان می‌گردد و برای بیان پراکندگی و درجهٔ تقارن از واریانس[۱] و ضـریب چولگی[۲] و ضـریب کشـیدگی[۳] استفاده می‌شود. در غالب کارهای هیدرولوژیکی امکان دستیابی به مشخصات آماری کل جامعه وجود ندارد. به همین دلیل در بررســی این‌گونه جوامع، مشــخصــات آماری نمونه‌هایی از جامعه حسـاب شـده و براسـاس آن، مشـخصات آماری کل جامعه تخمین زده می‌شود. هرچه بر تعداد اعضای جامعهٔ نمونه افزوده شـود، مشـخصـات آماری حسـاب شـده به مقدار واقعی آن در کل جامعه نزدیک‌تر خواهد شد. تمایل مرکزی داده‌ها توسـط سـه کمیت آماری بیان می‌شود. متوسط حسابی داده‌ها یا میانگین قابل‌اعتمادترین شاخص تمایل مرکزی آن‌هاسـت. این شـاخص از رابطهٔ (۱۰) به دست می‌آید که در آن n تعداد نمونه‌ها و m میانگین داده‌هاست. هرگاه n به سـمـت بی‌نهـایت میل کند مقدار $\bar{x}$ نیز سـمـت میانگین جامعهٔ، μ میل خواهد کرد میزان پراکندگی داده‌ها توسـط واریـانس آن‌ها مشـخص می‌گردد این معیار معرف میانگین مربع انحرافات داده‌ها از میانگین اسـت و از رابطهٔ (۱۱) تعیین می‌شـود. جذر واریانس، انحراف معیار[۴] نامیده می‌شـود و در مسائل آماری مورد استفادهٔ فراوان قرار می‌گیرد. هر چـه انحراف معیـار داده‌هـا کمتر بـاشــد، پراکنـدگی آن‌هـا در اطراف میانگین کمتر خواهد بود. درحالی‌که میانگین و واریانس، گشـتاورهای اول و دوم داده‌ها را تشـکیل می‌دهند، برای بررسـی تقارن آن‌ها از گشتاور سوم استفاده می‌شود و ضـریبی به نام ضریب چولگی تعریف می‌شود که آن‌هم از رابطهٔ (۱۲) به دست می‌آید. اگر یک توزیع نسبت به یک توزیع متقارن انحراف داشته باشـد آن توزیع را توزیع چوله می‌نامیم. گشـتاور چهارم حول میانگین کشیدگی است که بلندی یا کوتاهی آن نسـبت به یک توزیع متقارن اسـت. کشـیدگی یک توزیع از رابطهٔ (۱۳) به دسـت می‌آید. برای مقایسـهٔ دو جمعیت باید از ضریبی استفاده شود که بعد نداشته باشد مثلاً" برای مقایسهٔ دو جمعیت نمی‌توان از انحراف معیـار اســتفـاده نمود. زیرا ممکن اســت دو صــفـت از لحـاظ واحد اندازه‌گیری یکی نباشــد. برای این منظور از مشـخص‌کننده‌های نسـبی پراکندگی اسـتفاده می‌کنیم. مشخص‌کننده‌های نسبی پراکندگی از نسبت یک مشخص کنندهٔ

---

1 Variance
2 Coeficient of skewness
3 Coeficient of kurtosis
4 Standard deviation

پراکندگی به یک مشخص کنندهٔ مرکزی هم بعد و یا از نسبت یک مشخص کنندهٔ پراکندگی به یک مشخص کنندهٔ پراکندگی دیگر هم بعد به دست می‌آید. از نظر کارایی این چهار روش برآوردکردن را می‌توان به‌صورت صعودی به ترتیب گرافیکی، کمترین مربعات، روش گشتاورها و روش بیشینهٔ درستنمایی ردیف نمود. با وجود بیشترین کارایی استفاده از روش بیشینهٔ درستنمایی در عمل بسیار مشکل است. این چهار روش با کارایی متفاوت، پارامترهای یک توزیع را از یک نمونهٔ خاص داده‌ها محاسبه می‌کنند. این نمونه ممکن است شاخصی از جامعهٔ اصلی باشد یا نباشد و استفادهٔ از پارامترهای برآورد شده ممکن است باعث اریب (کج شدگی) نتایج شود. روش جدید دیگری که در سال ۱۹۹۰ بوسیلهٔ دکتر هاسکینگ از مرکز تحقیقات I.B.M ابداع شد روش گشتاورهای خطی است که ذیلاً" در این مورد بحث می‌شود.

۲-۲-۲-۵- روش گشتاورهای L

گشتاورهای L و گشتاورهای وزنی احتمالی شبیه به گشتاورهای عادی هستند که به‌صورت خلاصه توزیع‌های تئوریکی احتمالی برای نمونه‌های مشاهداتی تعریف می‌شود. مشابه با ایجاد گشتاورهای عادی، گشتاورهای L نیز می‌توانند برای اندازه‌گیری پارامترها، فواصل برآوردها و تست مجانبی قابل استفاده باشند. اگرچه تئوری و کاربرد گشتاورهای L موازی با گشتاورهای رایج است، اما گشتاورهای L دارای چندین اختلاف مهم نیز می‌باشند اندازه‌گیرهای نمونهٔ گشتاورهای L همیشه ترکیبات خطی از مشاهدات تصادفی هستند، آنها کمیت‌هایی هستند که نسبت به تولید گشتاورهای عادی کمتر اریب هستند. این به خاطر آن است که اندازه‌گیرهای ایجاد کنندهٔ گشتاور عادی به‌مانند S^2 و G بایستی به ترتیب مربع و مکعب مشاهدات باشند که سبب می‌شود به آنها وزن بیشتری داده شود همراه با مشاهداتی که دور از میانگین هستند که باعث اریب بودن واقعی و واریانس می‌شود. گشتاورهای L می‌توانند گشتاورهای وزنی –احتمالی تعریف شوند.

PWMs یا گشتاورهای وزنی احتمالی را می‌توان به‌صورت زیر نمایش داد:

$$\beta_r = E\left[x\left[F_x(x)\right]^r\right] \tag{۱٤}$$

که F(x)، تابع توزیع تجمعی (cdf) **برای x** است. گشتاورهای وزنی –احتمالی مورد انتظار x، مطابق با توان‌های F(x) هستند. وقتی r =0 باشد β_0 میانگین جریان یا μx است و اندازه‌گیرهای گشتاور L در ساده‌ترین تعریف توابع خطی از اندازه‌گیرهای $PWMs$ هستند. اندازه‌گیرهای نمونهٔ غیر اریب $PWMs$ برای هر توزیعی می‌تواند از روابط زیر به دست آیند:

$$b_0 = m = \frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n} x_{(j)} \tag{۱٥}$$

$$b_1 = \sum_{j=1}^{n-1}\left[\frac{n-j}{n(n-1)}\right]x_{(j)} \tag{۱٦}$$

$$b_2 = \sum_{j=1}^{n-2}\left[\frac{(n-j)(n-j-1)}{n(n-1)(n-2)}\right]x_{(j)} \quad (۱۷)$$

$$b_3 = \sum_{j=1}^{n-3}\left[\frac{(n-j)(n-j-1)(n-j-2)}{n(n-1)(n-2)(n-3)}\right]x_{(j)} \quad (۱۸)$$

که X(j) جریان‌های منظم رودخانه‌ای را با X(1) که بزرگ‌ترین مشـــاهده و X(n) کوچک‌ترین مشـــاهده اســـت نمایش می‌دهد. اندازه‌گیرهای PWM را می‌توان به‌صورت معادلهٔ کلی زیر نمایش داد:

$$b_r = \frac{1}{n}\sum_{j=i}^{n-r}\left[\frac{\begin{matrix} n-j \\ r \end{matrix}}{\begin{matrix} n-j \\ r \end{matrix}}\right]x_{(j)} \quad (۱۹)$$

برای هر توزیعی، چهار گشتاور ابتدائی L می‌تواند به‌آسانی با اســـتفاده از PWMs به دست آید:

$$\lambda_1 = \beta_0 \quad (۲۰)$$

$$\lambda_2 = 2\beta_1 - \beta_0 \quad (۲۱)$$

$$\lambda_3 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0 \quad (۲۲)$$

$$\lambda_4 = 30\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0 \quad (۲۳)$$

اندازه‌گیرهای نمونهٔ چهار گشـــتاور ابتدائی L بوسـیلهٔ اندازه‌گیرهای نمونهٔ b_r از معادلهٔ (۱۹) به دســـت می‌آیند و در معـادلـات گشـــتاورL که در معادلات (۲۰) تا (۲۳) نمایش داده شـــده اســـت قرار می‌گیرند. معادلات (۲۰) تا (۲۳) به‌صورت معادلهٔ عمومی زیر نمایش داده می‌شود:

$$\lambda_{r+1} = \sum_{K=0}^{r}\beta_r(-1)^{r-k}\binom{r}{k}\binom{r+k}{k} \quad (۲٤)$$

مشـــابه با ایجاد نسبت‌های گشـــتاور L، ضـــریب تغییرات $Cv = \frac{\delta}{\mu}$، چولگی γ و کشـــیدگی κ، Hosking (۱۹۹۰) نسبت‌های گشتاور L را تشریح کرد:

$$\tau_2 = \frac{\lambda_2}{\lambda_1} = \text{L ضریب تغییرات (L – Cv)} \quad (۲۵)$$

$$\tau_3 = \frac{\lambda_3}{\lambda_2} = \text{L چولگی (L- Skewness)} \quad (۲٦)$$

$$\tau_4 = \frac{\lambda_4}{\lambda_2} = \text{L کشیدگی (L- Kurtosis)} \quad (۲۷)$$

که $\lambda_r = 1,\ldots,4$، ٤ گشـــتاور ابتدایی L هســـتند و τ_4 ، τ_3 ، τ_2 به ترتیب ضـــریب تغییرات L (L-CV)، چولگی L و کشـــیدگی L هســـتند. اولین گشـــتاور L معادل با میانگین جریان اســـت (μ). از این نســـبت‌های بی‌بعد

می‌توان برای مقایسهٔ دو جمعیت استفاده کرد. لازم به ذکر است که در این تحقیق برای برآورد پارامترهای توابع توزیع آماری از روش‌های گشتاور معمولی و بیشینهٔ درست نمایی استفاده شد و نتایج استخراج شده از آن با استفاده از نرم‌افزار Hyfa با روش گشتاور L مقایسه شد. سؤالی که به‌طور طبیعی پیش می‌آید این است که برای داده‌های یک نمونهٔ خاص کدام‌یک از توزیع‌ها را به کار ببریم برای انتخاب بهترین توزیع فراوانی برای داده‌های موجود از آزمون‌های مختلف مانند آزمون مربع کای یا کای اسکوئر، آزمون کلموگراف–اسمیرنوف، آزمون حداقل مربعات، استفاده می‌شود. از میان این روش‌ها، روش حداقل مربعات یا مجموع مربعات باقیمانده که در این پژوهش مورداستفاده قرار گرفته است را می‌توان با استفاده از فرمول زیر به دست آورد. آن توزیعی مناسب‌تر است که دارای مجموع مربعات باقیماندهٔ کوچک‌تری باشد.

$$R.S.S=\left[\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_{Ei}-Q_i\right)^2}{n-m}\right]^{1/2} \qquad (۲۸)$$

در این فرمول داریم:

R.S.S مجموع مربعات باقیمانده — Q_{Ei}مقدار برآورد شدهٔ متغیر

Q_{0i}مقدار مشاهده شدهٔ متغیر — n تعداد نمونه

به‌منظور استفاده از این روش لازم است Q_{Ei} یا دبی بر آورد شده از روش گشتاور L برای هریک از ایستگاه‌ها محاسبه شود و بدین منظور ضریب فراوانی یا تناوب نیز بایستی به دست آید که از روابط خاصی که برای هر توزیعی وجود دارد استفاده می‌شود. به دلیل محاسبات طولانی این روش برای هریک از توزیع‌های آماری استفاده شده در این تحقیق، برنامه کامپیوتری در نرم‌افزار EXCEL نوشته شد که این برنامه‌ها درنهایت مجموع مربعات باقیمانده برای هریک از ایستگاه‌ها را محاسبه می‌کنند.

۳- نتایج و بحث

جهت دستیابی به اهداف این پژوهش در ابتدا داده‌های ایستگاه‌های انتخاب شده هراز در دورهٔ مشترک آماری برای انجام تجزیه‌وتحلیل آماده شدند. با توجه به اینکه هدف اصلی این پژوهش مقایسهٔ روش‌های برآورد پارامترهای آماری جهت محاسبه بارش حداکثر سالیانه از لحاظ کارایی آن‌ها و داشتن حداقل خطا در محاسبه آن‌ها بوده است لذا در ابتدا از نرم‌افزار Hyfa به‌منظور آنالیز فرکانس بارندگی‌های سالیانهٔ ایستگاه‌های منتخب استفاده شد. در این پژوهش به دلیل اینکه توزیع نرمال معمولاً تطابق خوبی با روش گشتاورهای L دارد موردمحاسبه قرار نگرفت ولی در نرم‌افزار Hyfa و به روش گشتاورهای عادی و بیشینهٔ درستنمائی محاسبه شد. این مراحل برای ۳ ایستگاه انتخاب شدهٔ بارندگی حداکثر سالیانه انجام شد. نتایج آزمون حداقل مربعات به روش گشتاورهای معمولی و بیشینهٔ

درستنمائی در این نرم‌افزار برای مقایسه با روش گشتاورهای L استخراج شده‌اند. پس از این مراحل به‌منظور برآورد گشتاورهای L برنامهٔ کامپیوتری در محیط کوئیک بیسیک نوشته شد. نحوهٔ محاسبه در این برنامه بدین صورت است که نخست داده‌های هر ایستگاه را به‌صورت نزولی مرتب می‌کند و سپس نسبت‌های گشتاور L شامل b_0 و b1 و b2 و b3 (اندازه‌گیرهای نمونهٔ مرتبه‌های اول و دوم و سوم و چهارم گشتاور L) را محاسبه می‌کند و n_j را که همان تعداد داده‌های هر ایستگاه است، در نظر می‌گیرد و سپس گشتاور مراحل اول و دوم و سوم و چهارم (λ_1, λ_2 , λ_3 , λ_4) که به ترتیب همان میانگین، انحراف معیار، چولگی و کشیدگی است را محاسبه کرده و پس از این مرحله τ_2 , τ_3 , τ_4 (به ترتیب ضریب تغییرات L، چولگی L و کشیدگی L) را محاسبه می‌کند که این مراحل برای بارش‌های حداکثر سالانهٔ کلیهٔ ایستگاه‌ها و لگاریتم بارش‌های مذکور انجام شده است. جدول (۲) محاسبهٔ نسبت‌های گشتاور خطی برای ایستگاه‌های منتخب موردپژوهش را نشان می‌دهد.

جدول ۲- محاسبهٔ نسبت‌های گشتاور خطی برای بارش‌های حداکثر سالانهٔ ایستگاه‌های منتخب موردپژوهش

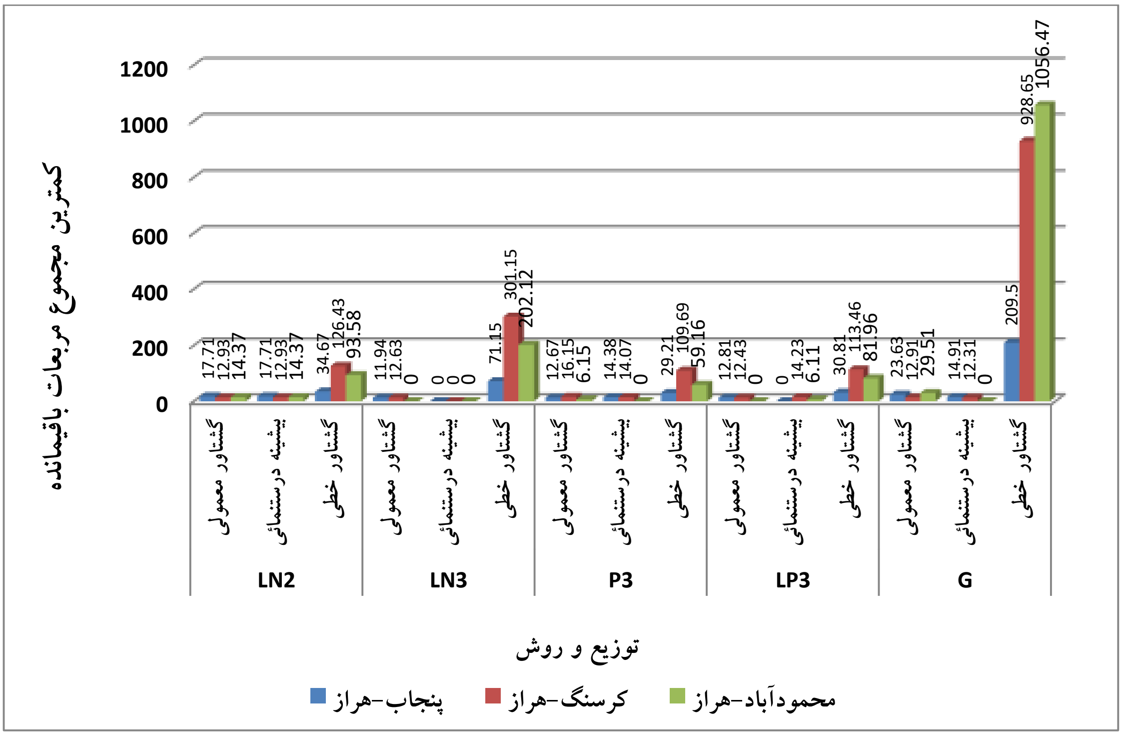
پارامترهای آماری	نام ایستگاه		
	پنجاب-هراز	محمودآباد-هراز	کرسنگ-هراز
b0	۲۰۳/۷۱	۱۰۳۱/۳۸	۹۰٤/٥۸
nj	٤٤	٤٤	٤٤
b1	۱۲۰/۰٦	٥٦٤/٦۱	٥۱۲/۷۳
b2	۸٦/۹۱	۳۹۱/٥٤	۳٦٥/٥٦
b3	٦۸/۷٤	۳۰۰/٦۱	۲۸۷/۲٦
λ۱	۲۰۳/۷۱	۱۰۳۱/۳۸	۹۰٤/٥۸
λ۲	۳٦/٤۱	۹۷/۸۳	۱۲۰/۸۹
λ۳	٤/۷۸	-۷/۰٤	۲۱/٥٤
λ٤	٤/۷۰	۹/۹٦	۲٦/٥۸
τ2	۰/۱۸	۰/۰۱	۰/۱۳
τ3	۰/۱۳	-۰/۰۷	۰/۱۸
τ4	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۲۲

با توجه به اینکه برای محاسبهٔ پارامترهای آماری توزیع‌های لگاریتمی نیاز به به دست آوردن لگاریتم داده‌ها و محاسبات بر روی آن‌ها است لذا جدول (۳) پارامترهای آماری داده‌های لگاریتمی را نشان می‌دهد.

جدول ۳- محاسبهٔ نسبت‌های گشتاور خطی برای لگاریتم بارش‌های حداکثر سالانهٔ ایستگاه‌های منتخب موردپژوهش

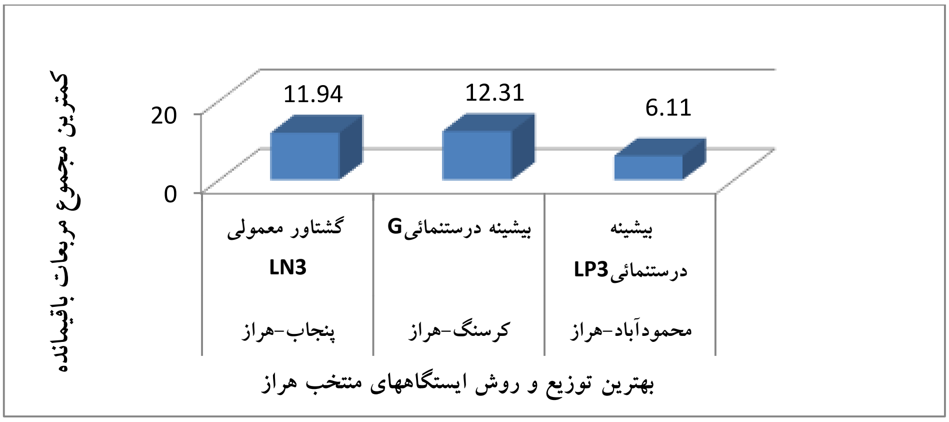
	نام ایستگاه		
پارامترهای آماری	پنجاب-هراز	محمودآباد-هراز	کرسنگ-هراز
b0	۲/۲۹	۳/۰۰	۲/۹٥
nj	٤٤	٤٤	٤٤
b1	۱/۱۸	۱/٥۳	۱/٥۰
b2	۰/۸۰	۱/۰۲	۱/۰۱
b3	۰/٦۱	۰/۷۷	۰/۷٦
λ۱	۲/۲۹	۳/۰۰	۲/۹٥
λ۲	۰/۰۸	۰/۰٤	۰/۰٦
λ۳	-۰/۰۰۲	-۰/۰۰٦	۰/۰۰۳
λ٤	۰/۰۰۹	۰/۰۰٥	۰/۰۱
τ2	۰/۰۳٤	۰/۰۱٤	۰/۰۲۰
τ3	-۰,۰۲۰	-۰/۱٤۳	۰/۰٤٥
τ4	۰/۱۱۸	۰/۱۱۲	۰/۱۹۸

در مرحلهٔ بعد به‌منظور انتخاب بهترین توزیع فراوانی از روش گشتاور L از روش مجموع مربعات باقیمانده یا R.S.S استفاده شد... پس از محاسبهٔ R.S.S برای کلیهٔ بارش‌های سالیانهٔ ایستگاه‌های منتخب، نتایج آن برای مقایسه با روش‌های گشتاورهای معمولی و بیشینهٔ درستنمائی استخراج شدند. شکل(۲) مقایسهٔ بین کمترین مجموع مربعات باقیمانده برای بارش حداکثر سالانهٔ ایستگاه‌های منتخب به وسیلهٔ ٥ توزیع مورداستفاده در این تحقیق را با سه روش گشتاور معمولی، بیشینهٔ درستنمائی و گشتاور خطی را نشان می‌دهد. با توجه به اینکه آن توزیع و روشی در این شکل بهترین نتیجه را دارد که دارای کمترین R.S.S است؛ لذا مشخص می‌شود که در کل روش‌های گشتاور معمولی و بیشینهٔ درستنمائی در ایستگاه‌های منتخب برازش بهتر و مجموع مربعات خطای کمتری را دارا است البته باید یادآوری شود که در بعضی از توزیع‌های آماری مانند پیرسون نوع سوم در ایستگاه محمودآباد- هراز روش بیشینهٔ درستنمائی اصلاً برازشی را با داده‌ها نشان نمی‌دهد ولی روش لوگ پیرسون نوع سوم با همین روش و در همین ایستگاه دارای مجموع مربعات ٦/۱۱ است که دارای برازش خوبی با داده‌ها است.



شکل ۲- مقایسه کمترین مجموع مربعات باقیمانده برای بارش حداکثر سالیانه ایستگاه‌های منتخب رودخانه هراز به سه روش گشتاور معمولی، بیشینه درستنمائی و گشتاور خطی

در مرحلهٔ بعد با استفاده از نتایج این نمودار و با توجه به کمترین مقدار R.S.S، توزیع و روش مناسب برای هر ایستگاه به‌صورت شکل (۳) آورده شده است.

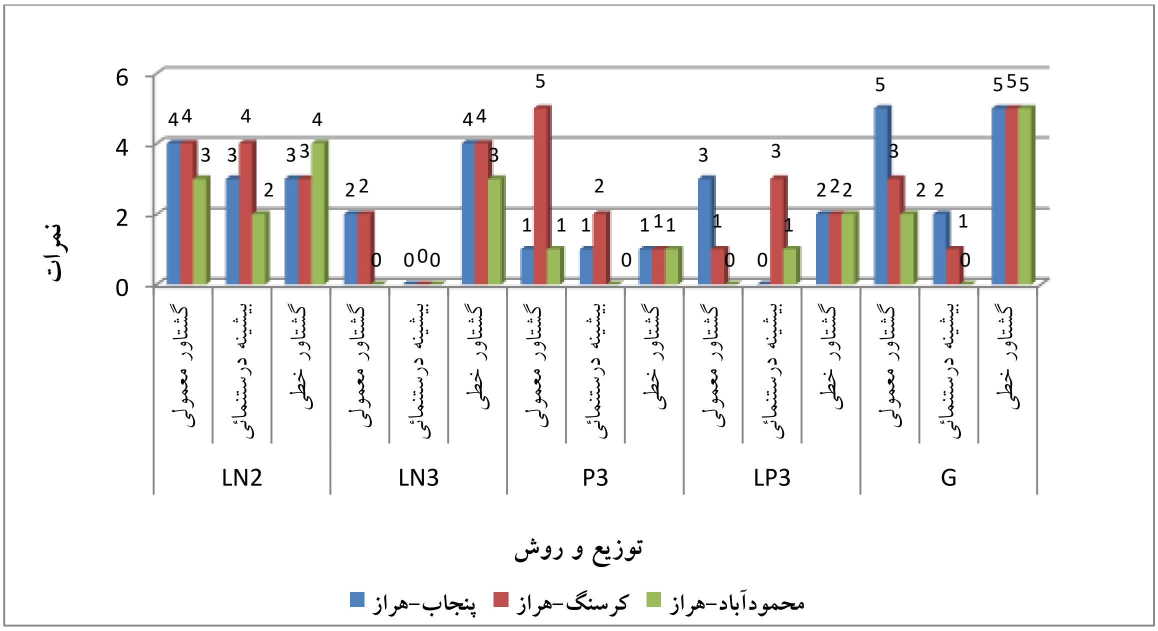


شکل ۳- بهترین توزیع و روش انتخاب شده برای بارش حداکثر سالانه از روی کمترین مجموع مربعات باقیمانده (R.S.S) برای ایستگاه‌های منتخب رودخانه هراز

٤- جمع‌بندی

همان‌گونه که از شکل (۳) مشخص می‌گردد در ایستگاه پنجاب– هراز که در قسمت بالادست رودخانه و در ارتفاعات کوه‌های البرز قرار دارد توزیع لوگ نرمال سه متغیره و روش گشتاور معمولی با مجموع مربعات باقیماندهٔ ۱۱/۹٤ بهترین روش و توزیع آماری بوده است. با توجه به اینکه در این بخش از رودخانه رژیم بارشی غالب، برف است؛ لذا این مسئله قابل‌توجه است. یکی از دلایلی که روش گشتاور خطی در این مناطق و دیگر مناطق تطابق مناسبی را با داده‌های بارش حداکثر سالیانه نشان نمی‌دهد، احتمالاً می‌تواند به خاطر نوسانات بارشی سالیان اخیر و حساسیت این روش به تعداد داده‌های مورداستفاده بوده است که باعث شده است بارش حداکثر سالیانهٔ ایستگاه‌های منتخب موردپژوهش دارای تغییرات زیادی باشد و نتیجهٔ آن اریب زیاد پارامترها و تأثیر روی آن‌ها مانند میانگین، انحراف معیار و چولگی داده‌ها بوده است. در ایستگاه کرسنگ– هراز که تقریباً در انتهای رشته‌کوه البرز از تهران به سمت مازندران و تقریباً در ابتدای دهانهٔ جلگهٔ مازندران در شهرستان آمل قرار دارد نیز توزیع گمبل و روش بیشینهٔ درستنمائی با عدد ۱۲/۳۱ توزیع و روش غالب این منطقه و کمترین مجموع مربعات خطا بوده است. با توجه به رژیم بارشی غالب این منطقه که به‌صورت بارندگی است این موضوع قابل تحقیق و پژوش است. در ایستگاه محمودآباد– هراز که در بخش انتهائی رودخانهٔ هراز و در محل اتصال این رودخانه به دریای خزر قرار دارد نیز از بررسی ۵ توزیع مورداستفاده در این پژوهش شامل توزیع‌های لوک نرمال دو متغیره، لوگ نرمال سه متغیره، پیرسون نوع سوم، لوگ پیرسون نوع سوم و گمبل با استفاده از سه روش گشتاور معمولی، بیشینهٔ درستنمائی و گشتاور خطی، توزیع لوگ پیرسون نوع سوم و روش بیشینهٔ درستنمائی با کمترین مجموع مربعات خطا یعنی ٦/١١ توزیع و روش غالب بوده است. با توجه به قرارگیری این ایستگاه در منطقه‌ای کاملاً جلگه‌ای که کشت غالب آن برنج است و رژیم بارشی اکثر

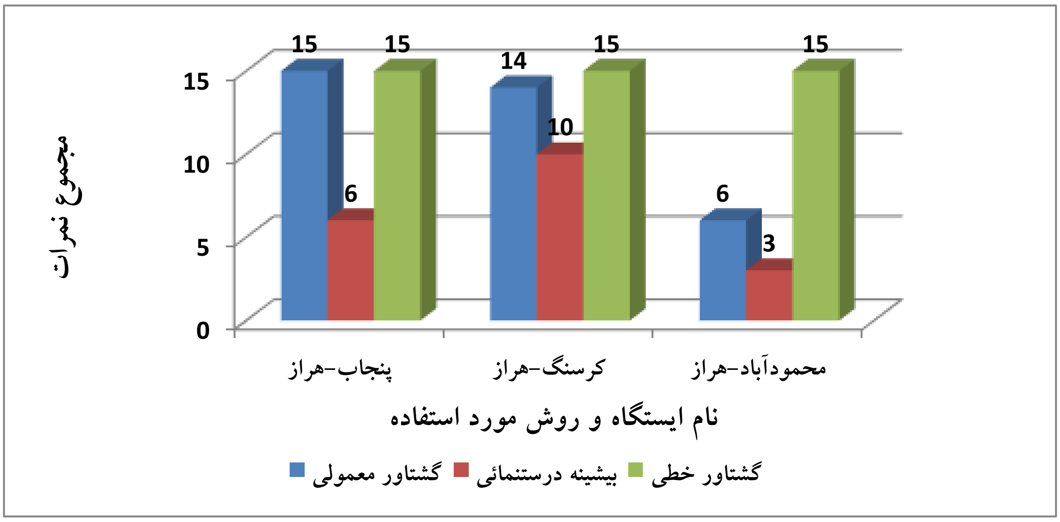
مواقع سـال آن بارندگی اسـت و با توجه به تغییرات اقلیمی و نوسـانات بارشی سال‌های اخیر این موضوع قابل‌بررسی و پژوهش اسـت. به‌منظور مقایسـهٔ بهتر توزیع‌ها از روش نمره دهی به بهترین روش و توزیع نیز اسـتفاده شده است و در این مقـایسـه بـه توزیعی که کمترین مجموع مربعات باقیمانده را دارد نمرهٔ ۱ و به توزیعی که بیشـترین مجموع مربعات باقیمانده را دارد نمرهٔ ۵ داده شـد. همچنین به توزیعی که اصـلاً برازش خوبی با داده‌ها نداشـته است نمرهٔ صفر داده شـده اسـت و مجموع این نمرات برای هریک از توزیع‌ها به دسـت آمد. به‌جز نمرات صفر که مربوط به روش و توزیع‌های بدون تطابق اسـت در بقیهٔ موارد آن توزیعی که کمترین نمره را دارد بهترین توزیع منتخب اسـت که نتایج آن به‌صورت شکل (٤) ارائه شده است.



شکل ٤- رتبه‌بندی نمرات کمترین مجموع مربعات باقیمانده برای بارش حداکثر سالیانه ایستگاه‌های منتخب رودخانه هراز به سه روش گشتاور معمولی، بیشینه درستنمائی و گشتاور خطی

از بررسـی این شکل مشخص می‌شود که در ایستگاه پنجاب- هراز در مورد روش گشتاور معمولی توزیع پیرسون نوع سـوم و بعدازآن توزیع لوگ نرمال سـه متغیره دارای برازش بهتری با داده‌های بارش سـالیانه می‌باشـند و در مورد روش بیشـینهٔ درسـتنمائی نیز توزیع پیرسـون نوع سـوم و پس‌ازآن توزیع گمبل در رتبه‌های بعدی برازش مناسب قرار دارند و در مورد روش گشـتاور خطی نیز کمترین مجموع مربعات خطا مربوط به توزیع پیرسـون نوع سوم و پس‌ازآن توزیع لوگ پیرسـون نوع سـوم قرار دارد. در ایسـتگاه کرسـنگ- هراز در مورد روش گشـتاور معمولی توزیع لوگ پیرسـون نوع سـوم و بعدازآن توزیع لوگ نرمال سه متغیره دارای برازش بهتری با داده‌های بارش سالیانه می‌باشند و در

مورد روش بیشینهٔ درستنمائی نیز توزیع گمبل و پس‌ازآن توزیع پیرسون نوع سوم برازش مناسب‌تری با داده‌ها را نشان دادند و در مورد روش گشتاور خطی کمترین مجموع مربعات خطا مربوط به توزیع پیرسون نوع سوم و پس‌ازآن توزیع لوگ پیرسون نوع سوم قرار دارد. در ایستگاه محمودآباد- هراز در مورد روش گشتاور معمولی توزیع پیرسون نوع سوم و بعدازآن توزیع گمبل برازش بهتری را با داده‌های بارش سالیانه نشان دادند و در مورد روش بیشینهٔ درستنمائی نیز توزیع لوگ پیرسون نوع سوم گمبل و پس‌ازآن توزیع لوگ نرمال سه متغیره برازش بهتری را با داده‌ها را نشان دادند و در مورد روش گشتاور خطی نیز کمترین مجموع مربعات خطا مربوط به توزیع پیرسون نوع سوم و پس‌ازآن توزیع لوگ پیرسون نوع سوم قرار دارد. با توجه به نتایج بالا کارایی هریک از روش‌های محاسبهٔ پارامترهای آماری و هریک از توزیع‌ها در ایستگاه‌های منتخب منطقه مشخص شد و معلوم نمود که برای استفاده از آن‌ها باید دقت بیشتری نمود تا روش و توزیعی را انتخاب نمود که دارای خطای کمتر و برازش بهتری با داده‌های بارش سالیانه است. به‌منظور دست یافتن به بهترین روش و توزیع از میان نتایج بالا برای هریک از ایستگاه‌های منتخب موردپژوهش در مرحلهٔ بعد مجموع نمرات برای هریک از روش‌ها و توزیع‌ها به دست آمد که نتایج آن در شکل(۵) آمده است.



شکل ۵- مجموع نمرات کمترین مجموع مربعات باقیمانده برای بارش حداکثر سالیانه ایستگاه‌های منتخب رودخانه هراز به سه روش گشتاور معمولی، بیشینه درستنمائی و گشتاور خطی

همان‌گونه که از نتایج شکل (۵) مشخص است در ایستگاه پنجاب- هراز در قسمت کوهستانی حوزهٔ آبخیز هراز روش بیشینهٔ درستنمائی در بین توزیع‌های آماری مختلف دارای کمترین مجموع مربعات خطا یعنی مجموع نمره ٦ دارای بهترین برازش با داده‌های بارش سالیانه بوده است و روش گشتاورهای معمولی و خطی با دارا بودن نمرهٔ کل

۱۵ به‌صورت مساوی در رتبه‌های بعدی قرار دارند. در ایستگاه کرسنگ- هراز در ابتدای دهانهٔ جلگهٔ مازندران در رودخانهٔ هراز در بین توزیع‌های آماری مختلف روش بیشینهٔ درستنمائی دارای مجموع نمرهٔ ۱۰ و بهترین برازش با داده‌های بارش سالانه بوده است و پس‌ازآن به ترتیب روش گشتاور معمولی با مجموع نمرهٔ ۱٤ و روش گشتاور خطی با مجموع نمرهٔ ۱۵ قرار دارند که این موضوع نیز نشانهٔ غالب بودن روش بیشینهٔ درستنمائی از نظر دارا بودن کمترین مجموع مربعات خطا در ایستگاه مذکور است. در ایستگاه محمودآباد هم که در بخش انتهائی رودخانهٔ هراز و در محل اتصال این رودخانه به دریای خزر قرار دارد از بررسی مجموع مربعات خطا برای توزیع‌ها و روش‌های موردپژوهش نیز روش بیشینهٔ درستنمائی با به دست آوردن مجموع نمرهٔ ۳ بهترین روش منتخب در این ایستگاه بوده است و پس‌ازآن روش گشتاور معمولی و روش گشتاور خطی به ترتیب با مجموع نمرات ٦ و ۱۵ قرار دارند. نتایج این پژوهش را می‌توان با یافته‌های سایر محققان در دیگر مناطق دنیا مورد مقایسه قرار داد. ازجمله پیل[1] و همکاران(۲۰۰٤) با استفاده از روش گشتاورهای خطی علل تفاوت‌های منطقه‌ای و اقلیمی، تغییرات رواناب سالانه را در مناطق معتدله و خشک آفریقایی جنوبی بررسی کردند و تفاوت میزان بارش، درصد پوشش گیاهی و درجه حرارت را علل عمده این تفاوت‌ها اعلام داشتند و همان‌گونه که این پژوهش نیز در اقلیم مرطوب شمال کشور انجام شده است که می‌تواند تأثیر این عوامل را در انتخاب روش و توزیع مناسب منطقه‌ای تائید نماید. در پژوهشی دیگر جینگای و هال[2] (۲۰۰٤) روش گشتاور خطی را در آنالیز منطقه‌ی سیلاب حوزه آبخیز رودخانه مینگ مورداستفاده قرار دادند و با استفاده از این روش مناطق همگن و توزیع پیرسون نوع سوم را به‌عنوان توزیع آماری مناسب مشخص کردند. با توجه به نتایج پژوهش حاضر پیشنهادهای ذیل می‌تواند برای سایر محققین راهگشا باشد:

۱ - پیشنهاد می‌شود که در به‌کارگیری و استفاده از روش‌های مختلف محاسبهٔ پارامترهای آماری برای مناطق مختلف احتیاط‌های لازم صورت گیرد و با توجه به تغییرات اقلیمی سالیان اخیر و تأثیر آن بر روی نوسانات بارشی مناطق مختلف که می‌تواند روی نتایج تحقیق تأثیر شایان توجهی را داشته باشد؛ ازاین‌رو انجام پژوهش‌های بیشتری در این زمینه موردنیاز است.

۲-طول دورهٔ آماری مورداستفاده در این پژوهش، دورهٔ آماری مشترک ٤٤ ساله بوده است و با توجه به اینکه نوسانات بارشی سالیانهٔ ایستگاه‌های مختلف تأثیر زیادی را در انتخاب توزیع و روش مناسب داشته است، لازم است در سایر مناطق با طول دورهٔ آماری متفاوت موردبررسی قرار گیرد تا اثر آن در انتخاب توزیع مناسب به‌صورت واضح‌تری مشخص گردد.

1 Peel
2 Jingyi and Hall

۳- در این پژوهش برای انتخاب بهترین توزیع آماری از روش مجموع مربعات باقیمانده اســتفاده شــده اســت؛ توصــیه می‌گردد آزمون‌هـای دیگر انتخـاب بهترین توزیع آماری مانند آزمون کلموگراف-اسـمیرنوف، آزمون کای اسکوئر نیز بکار گرفته شده تا تأثیر آن بر انتخاب بهترین توزیع آماری مشخص شود.

٤- منطقـهٔ موردپژوهش، رودخانهٔ هراز در بخش مرکزی کوه‌های البرز بوده اســت و نظر به اینکه این رودخانه در جریان خود از چند بخش مختلف با آب‌وهوای گوناگون کوهسـتانی و جلگه‌ای عبور می‌کند تا به دریای خزر برسد و بـا توجـه بـه قرارگیری بخشـی از این رودخانه در کوهسـتان البرز با رژیم بارشـی غالب برف و بخش دیگری در پائین‌دسـت رودخانه با رژیم بارشـی غالب باران بوده اسـت که تأثیر زیادی در انتخاب توزیع و روش مناسـب داشـته اسـت؛ پیشـنهاد می‌شـود این روش مقایسـه‌ای در حوزه‌های آبخیز دیگر ایران با آب‌وهوای متفاوت نیز موردبررسی و مقایسه قرار گیرد تا تأثیر آن در انتخاب روش و توزیع آماری مناسب برای بارش‌های حداکثر ساالنه ارزیابی شود.

تشکر و قدردانی

از سـازمان آب منطقه‌ای اسـتان مازندران به خاطر همکاری‌های صـمیمانه‌شان جهت تهیه آمار و اطلاعات منابع آبی مورداستفاده در این پژوهش، کمال تشکر و سپاسگزاری را دارم.

کتابنامه

Alizadeh,A., 1995. principals of applied hydrology,Imam reza university press.

Bastola, S.C. Murphy and John Sweeney., 2011. The sensitivity of fluvial flood risk in Irish catchments to the range of IPCC AR4climate change scenarios, Science of the Total Environment, STOTEN journal- 12863; 13 pp. https:// doi.org/ 10.1016/ j.scitotenv. 2011. 08.042

Betül, S., 2010. Assessment of the effects of discordant sites on regional floodfrequency analysis, Journal of Hydrology, 380: 362-375. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.11.011

Eagleson P. S., 1978. Climate, soil, and vegetation: 7. A derived distribution of annual water yield.Water Resources Research.14(5).765-776.https://doi.org/10.1029/WR014i005p00765

Feizei,H. Islamyan S, S., 2005.Comparing Regional and At-site L-moments for Estimation of Maximum Monthly Rainfall in the Zayandehroud Basin. Isfahan Water and Sewage Journal. 16(54).54-64.

Fiering, M. B., 1964.A Markov model for low-flow analysis. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol., 9(2), 37-47.

Finlayson,B.L.,and Mc Mahoon.T.A.,1992. Global runoff.Encyclopedia of earth system science, Volume2. Academic prees Inc.San Diego,California.

Guttman N.B., Hosking J.R.M. and Wallis J.R., 1993. Regional precipitation quantile values for the continental United States computed from L-moments.J. of climte 6(12).2326-2340.

Haghighatjoo.p., 2002. Comparative evaluation of parametric and non-parametric methods for analyzing the frequency of precipitation. PhD Thesis, Department of Water Science Engineering, Shahid Chamran University of Ahvaz.

Hosking, J. R. M., 1990. L-moments: analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics J. Royal Statistical Soc., Ser. B, London, England, Vol. 52, 105-124.

Jingyi, Z. and M.J. Hall., 2004. Regional Flood Frequency Analysis for the Gan- Ming River Basin in China, Journal of Hydrology, 296: 98-117. https://doi.org/ 10.1016/ j.jhydrol.2004. 03.018

Kalinin.G.P., 1971.Global Hydrology.Nat.Tech.information service,springfield, va.

Lall, U., Y.I. Moon and K. Bosworth.1993.A comparison of tail probability estimstion for floodfrequency analysis. Water Resource Research, 30(11): 3095-3103.

Lof, G. 0. C. and Hardison CH., 1966. Storage Requirements for Water in the United States. Water Resources Research 2(3):323- 354. https://doi.org/10.1029/WR002i003p00323

Mahdavi,m., 1992. Applied Hyrology.Tehran university press,Volume2

Markovich, RD .1965. Probability of best fit to distributions of annual precipitation and run off. Hydro.Paper.no. 8, Colorado State University, Fort Collins, Co.

McMahon,T.A.,Finlayson,B.L.,Haines,A.T.,and Srikhatan,R., 1992. Global runoff-continental comparisons of annual flows and peak discharges.Catena Verlage, Cremlingen-Destedt, Germany.

Pearson,C.P. 1995.Regional Frequncy analysis of low flowss in New Zeland rivers. J.Htdro-New Zeland,33(2),94-122.

Peel, M.C., T.A. McMahon and B.L. Finlayson., 2004. Continental Dfferences in the Variability of Annual Runoff- Update and Reassessment. Journal of Hydrology, (295): 185-197. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.004

Pfanzle J., 1994. Parametric Statistical Theory. Berlin: de Gruyter textbook, New York.

Salas, JD and Smith, RA.1981.Physical basis of stochastic models of annual flows', Water Resources Research, 17(2), pp 428-430. https://doi.org/10.1029/WR017i002p00428

Simafar, Shojaodin.,1991.hydrology engineering,sahand polytechnic university press,Tabriz.

Stedinger, J.R., R.M. Vogel and E. Foufoula-Georgiou, Frequency Analysis of Extreme Events, Chapter 18, Handbook of Hydrology, McGraw-Hill Book Company, David R. Maidment, Editor-in-Chief, 1993.

Vogel, R.M., N.M. Fennessey (1993). L Moment Diagrmas Should Replace Product Moment Diagrams. WATER RESOURCES RESEARCH.29(6).1745-1752. https://doi.org/10.1029/93WR00341

Vogel, R.M., N.M. Fennessey, and R.A. Bolognese., 1995. Storage-Reliability-ResilienceYield Relations for Northeastern United States. Journal of Water Resources Planning and Management 121, 365—374.

Yevjevich, . V.,1963. Fluctuations of wet and dry years, 1. Colo. State Univ., Fort Collins, Colo., Hydrol. Pap. No.1.